

44. Ларін С.Б. Звіт про НДР «Оцінка перспектив та визначення нових прогнозно-пошукових об'єктів у межах центральної, східної та південно-східної частин ДДЗ». Розділ III. Визначення нових прогнозно-пошукових об'єктів на нафту і газ, пов'язаних з неантиклінальними пастками в різних тектонічних зонах центральної та східної частини ДДЗ. Чернігів, 2007 р.
45. Петровський О.П. Звіт про науково-дослідну роботу № 209 – 2006 «Створення просторових геолого-геофізичних моделей будови нових прогнозно-пошукових об'єктів на нафту і газ в різних тектонічних зонах центральної та східної частин ДДЗ» Київ, 2007.
46. Харченко М.В., Вакарчук С.Г., Коваль А.М. Звіт про закупівлю геолого-розвідувальних робіт « Вивчення особливостей геологічної будови, напрямків та об'єктів пошуків родовищ ВВ в межах слабовивчених територій і стратиграфічних комплексів нафтогазоносних басейнів України. Івано-Франківськ, КНВП «Нафтогазтехсервіс», 2010 р.
47. Чебаненко И.И. Нефтегазоперспективные объекты Украины. Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов/ И.И. Чебаненко, В.А. Краюшкин, В.П. Клочко и др. Киев, Наук. думка, 2002. – 293 с.
48. Лебідь В.П. Облямування схилів виступів фундаменту – перспективний об'єкт пошуку вуглеводнів на Роменсько-Охтирській ділянці // Геолог України. – 2010. – №3. – С.49-56.
49. Чебаненко И.И., Малюк Б.И., Бокун А.Н. и др. Особенности развития трещиноватости в разломных зонах кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины // Тектоника и стратиграфия. – 1990. – Вып. №31. – С. 9-12
50. Малюк Б.И., Клочко В.П. Некоторые особенности деструкции фундамента континентальных рифтовых зон (на примере Днепровско-Донецкой впадины) // Геол. журнал. – 1992. - №2. – С.69-79.
51. Лебідь В.П. До проблеми нафтогазоносності виступів фундаменту Дніпровсько-Донецького розсуву // Мінеральні ресурси України. – 2007. - №4. – С.34-38.
52. Гладун В.В., Зейкан О.Ю., Крупський Б.Л., Лебідь В.П. та інші. Схили виступів фундаменту – перспективні об'єкти пошуків вуглеводнів на Чернігівщині // Нафтова і газова промисловість. – 2010. – № 1. – С. 4-9.

УДК 551.7

**А.В. Загороднов**, зав. сектором,  
Український науково-дослідницький інститут природних газів

## ИНТРУЗИВНЫЕ ВНЕДРЕНИЯ И СОЛЯНЫЕ ДИАПИРЫ, КАК КАНАЛЫ ТЕПЛОМАСОПЕРЕНОСА

Рассмотрен один из способов штокообразования, который дает основания считать соляные диапиры длительно действующими каналами поступления в осадочные породы верхних структурных этажей углеводород и рудосодержащих флюидов. Приведены примеры внедрения магматических интрузий пермского времени в приштоковой зоне, которое подтверждается наличием «горячих» контактов диабазов с вмещающими породами, в том числе и со штоковой солью. Аналогичные явления отмечаются не только в Днепровско-Донецкой впадине, но и в других районах мира – Германии, Армении, России. Диапировые структуры, являясь одним из основных путей миграции флюидов, способствуют не только восполнению запасов углеводородов существующих месторождений, наглядным примером чего есть Шебелинское месторождение, но и предпосылкой для образования новых залежей.

**Ключевые слова:** магматизм, глубинный разлом, эксгаляция, гидротерма, метасоматоз, соляной диапир, флюид, залежь.

**А.В. Загороднов. ИНТРУЗИВНІ ВТОРГНЕННЯ ТА СОЛЯНІ ДІАПРИ, ЯК КАНАЛИ ТЕПЛОМАСОПЕРЕНОСУ.**

Розглянуто один із способів штокоутворення, на підставі якого соляні діапори можна вважати довго діючими каналами надходження в осадові породи верхніх структурних поверхів вуглеводневих та рудоносних флюїдів. Наведено приклади вторгнення магматичних інтрузій пермського часу в приштоковій зоні, яке підтверджується наявністю «гарячих» контактів діабазів з вмещаючими породами, в тому числі і зі штоковою сіллю. Аналогічні явища спостерігаються не лише в Дніпровсько-Донецькій западині, а й в інших районах світу – Німеччині, Вірменії, Росії. Діапірові структури, являючись одним з основних шляхів міграції флюїдів, сприяють не лише відновленню запасів вуглеводнів існуючих родовищ, наявним прикладом якого є Шебелинське родовище, але і є передумовою для утворення нових покладів.

**Ключові слова:** магматизм, глибинний розлом, эксгаляція, гідротерма, метасоматоз, соляний діапир, флюїд, поклад.

Территория Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), как и зона ее сочленения с Донбассом, бедна внешними проявлениями магматизма. Однако некоторые данные свидетельствуют, что отсутствие его проявлений на поверхности еще не означает его отсутствия вообще. Неоднократная активизация глубинных разломов и особенно частые подвижки в тектонических узлах, где пересекаются субширотные и субмеридиональные системы нарушений, свидетель-

ствуют в пользу возможного возобновления как магматизма, так и связанных с ним глубинных эксгаляций и гидротерм. Отдельные находки в ДДВ и Донбассе магматических образований (даек, мелких тел неясной морфологии, туфовых покровов) пермского, юрского и более молодого возраста дают предпосылки к более внимательному отношению и изучению «глыб» и «отторженцев» магматических пород встречающихся в кепроках соляных штоков.

Согласно общепринятым данным магматизм в ДДВ проявлялся наиболее активно в раннепалеозойское время, а также в девоне, в период заложения и раннего развития авлакогена [1]. Магматизм этого времени представляет собой трещинные и центральные интрузивные и эффузивные образования щелочно-ультраосновной формации близкой к траппам. В это время произошло внедрение основных интрузивных образований и образование больших эффузивных покровов.

Среди магматических образований ДДВ и зоны сочленения с Донбассом Н.В. Бутурлинов и В.И. Скаржинский (1971 г.) выделяют восемь разновозрастных от среднего девона до палеогена комплексов. Все проявления магматизма относятся к щелочно-базальтоидной формации, которая обычно распространена на платформах или в зоне наложенных рифтовых структур. Данный факт свидетельствует о глубинной генерации магм и подкоровом положении магматических очагов.

Все упомянутые породы вскрыты главным образом в Донбассе. В зоне сочленения его с ДДВ и в самой впадине эти породы встречены лишь в виде глыб и обломков в соли и в брекчиях соляных штоков, а также фиксируются в фундаменте по геофизическим наблюдениям [2].

К тектоническим узлам приурочены, практически все соляные диапиры, генезис которых, до настоящего времени, служит предметом дискуссий. Следует обратить внимание на то обстоятельство, что соляные штоки и обнаруженные магматические проявления в виде обломков и «отторженцев» тесно связаны, здесь присутствует гидротермальное рудообразование в кепроках соляных штоков и в боковых брекчиях. На сегодня соляной диапиризм, является одним из наиболее благоприятных факторов разгрузки глубинных термальных вод, а также каналом поступления в породы осадочного чехла мантийных эксгальций в связи с их приуроченностью к глубинным разломам фундамента. Соляной диапиризм является здесь аналогом интрузивного магматизма, не только как структурный эквивалент создающий проводящие каналы и локальные структуры (условия для гидротермального рудообразования и ловушки для УВ), но и как фактор периодической активизации, а следовательно поступления углеводород и рудо содержащих флюидов в верхние структурные этажи.

На сегодня существует, как минимум, две гипотезы штокообразования различия, между которыми заключаются в способе внедрения соляных масс.

Существует, также, гипотеза о внедрении во вмещающие осадочные породы соляного расплава, представляющего собой галитовый или ангидрит-галитовый анатектит, возникший при внедрении магматических масс основного состава в соленосные толщи. Возможность интрузивных внедрений данного типа за исключением немногих работ (Н.А. Самборский, 1968г.) практически не изучена, поэтому вероятность их существования рассмотрим более детально.

Внедрение диапиров при пластичном течении твердой соли, якобы, под давлением столба осадочной толщи, считается широко распространенным процессом не подлежащем сомнению. Его особенностью в пределах осевой части ДДВ, является локальное повышение температур в приштоковой или апикальной зоне криптодиапиров, обусловленное хорошей теплопроводностью соли. Повышенная температура сохранялась, очевидно, вплоть до подъема соляных тел к предпермской поверхности, создавая приштоковые термоаномалии («тепловые купола»), способствуя прогреву седиментогенных рассолов, восходящих по зонам диапировой тектоники.

Что касается принципиальной возможности внедрения горячих соляных тел, то конкретным примером в ДДВ является Краснооскольский соляной купол, где современный криптодиапир, нагретый минимум до 300°C, прогревает вышележащие толщи  $C_1 - C_2$ , создавая на глубинах 3-3,5 км резкую термоаномалию до 150°C (В.И. Зеленский, И.В. Высочанский и др. 1968 г.). В таких условиях даже обычные погребенные рассолы становятся агрессивными и ведут себя подобно гидротермам, выщелачивая и переотлагая химические элементы вмещающих пород.

В зоне сочленения ДДВ с Донбассом, а также в осевой части впадины, общей особенностью соляных штоков, которая отличает их от большинства соляных тел ДДВ и других регионов, является высокотемпературный характер минералообразования в сводовой и приконтактных частях, по данным аналитических исследований 370-490°C (Г.И. Гнатенко и др. 1969 г.), а возможно и выше учитывая специфические высокотемпературные ассоциации минералов [3, 4, 5]. На сравнительно высокие палеотемпературы ( $\square 20^\circ\text{C}$ ), существовавшие в недрах многих соляных штоков ДДВ, указывает и каплевидная форма включений самородной серы, возникшая при кристаллизации из жидкого расплава. Высокотемпературные условия внедрения подтверждаются и данными термобарометрии самих солей Адамовского, Банты-

шевського, Каплинцевського і др. соляних штоков (О.И. Петриченко, Е.П. Сливко, В.С. Шайдецька, 1974 г.), которые показывают, что температура внедрения соляных масс в ряде случаев превышала 200°C (выше измерения не проводились). Эти данные дали предпосылки исследователям говорить о выделении в ДДВ штоков соли метаморфизованной при температуре  $\approx 200$  °C и даже таких, которые, по мнению О.И. Петриченко, возникли при плавлении солей (Адамовский, Бантышевский, Каплинцевский).

Как бы ни происходил процесс штокообразования, фактом остается наличие в брекчиях кепрока и боковой части Бантышевского, Ново-Дмитриевского, Коркульского и др. штоков продуктов высокотемпературного метасоматоза наложенного на уже сформированную брекчию и на вмещающие шток породы  $C_3^2$ ,  $C_3^3$ ,  $P_1$ ,  $T_1$ dr. На Бантышевском куполе проявления этого метасоматоза наблюдаются как вблизи крупных тектонических нарушений, так и без связи с разломами. Высокотемпературные изменения (скаполитизация, окварцевание, мусковитизация, альбитизация, калийшпатизация, баритизация и др.) приводят к полной перекристаллизации связующей массы брекчий кепрока и превращении ее в мелко-среднекристаллические карбонатные, скаполитовые, альбитовые и др. породы. Вследствие этого здесь появляются турмалин, щелочной амфибол, мусковит, Ва-апатит, рутил, а также более поздние барит, каолинит, серицит, дикцит, карбонаты и ассоциирующие с ними сульфиды. Этими же процессами, хотя и в значительно меньшей степени затронуты и вмещающие породы.

На Ново-Дмитриевской структуре за данными В.И. Каминского и др. (1964г.) брекчия состоит преимущественно из обломков карбонатных пород, с подчиненным количеством

диабазов и терригенных пород, Среди обломков наблюдаются известняки, мраморы альбитизированные известняки и доломиты, вторичные кварциты, углисто-(графитисто)-альбито-карбонатные породы, альбитовые породы микролитовой структуры, карбонатно-кварцевые амфиболитизированные породы, слюдисто-полевошпатовые полосчатые породы и др. Обломки цементируются массой состоящей из перекристаллизованного кальцита или доломита, с вкраплениями угловатых идиоморфных зерен альбита, микроклина, мусковита, бурых карбонатов, углистого вещества, циркона, апатита, турмалина, сфена. Как видим, на основную массу и обломочную часть породы наложены процессы высокотемпературного метасоматоза. Метасоматоз, хотя и в меньшей степени, наложен, также, на приконтактные с соляным штоком породы среднего и верхнего карбона, а местами даже перми. В боковой брекчии перебурены своеобразные полосчатые альбит-карбонатные и альбит-углисто (графитисто)-карбонатные породы (В.И. Калинин, Н.М. Гладышевская, 1964 г.), а также ортоклазовые «известняки» с пироксеном, волластонитовые «известняки» (И.М. Драновский, 1964 г.), вторичные кварциты, слюдиты и другие породы с топазом, флогопитом, флюоритом, апатитом, цирконом и другими высокотемпературными минералами. Наличие таких петрографических ассоциаций в кепроках делают правомерным присутствие здесь минерализации, которая обычно свойственна штокам и брекчиям карбонатитов или контактометасоматических и сопутствующих пород [4, 5].

Среди минералов кепрока и боковой брекчии Ново-Дмитриевского, Бантышевского и других соляных штоков фиксируются ассоциации типичные для щелочного магматизма:

Таблица 1

Состав некоторых пород из перекристаллизованной брекчии кепрока, подвергшейся высокотемпературному метасоматозу

Минералы Породы	кальцит и доломит	анкерит и сидерит	хлорит и серицит	волластонит	ортоклаз	пироксен	рудные* и сфен
Ортоклазовый «известняк»	60%				32%	7%	1%
Волластонитовый «известняк»	ед. кристаллы	70%	23%	6%			1%

Текстура: тонкоперемьятая, полосчатая с вкраплениями.

Структура: брекчиевидная или мелкозернистая, разнозернистая, \*вкрапления и прожилки – рутил, арсенопирит, халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит, циркон и др.

эгириин, Ва-апатит, щелочной амфибол, танталониобаты, сванбергит, гоацит, флоренсит, паризит и другие фосфаты и фторкарбонаты стронция и редких земель (Д.И. Богач, И.Д. Энтелис 1968 г., С.В. Кузнецова 1976 г). Содержание их местами настолько велико, что приводит к появлению аномальных концентраций Nb, W, Mo, Li, La, Ce, Be, Ba, Sr, Ti, V и др., как в боковой брекчии, так и во вмещающих породах карбона и перми. При этом наличие аномальных концентраций перечисленных химических элементов предполагает наличие каналов прямой связи с верхней мантией. По этим каналам и происходило их перемещение и насыщение вмещающих пород и кепроков, поскольку выщелачивание и перекристаллизация пород осадочного чехла в приразломной или приштоковой зонах не смогли бы обеспечить наличие данных аномалий и, тем более, существования рудных тел в кепроках.

Высокотемпературный метасоматоз сходного типа наблюдается и в остальных штоках зоны сочленения ДДВ с Донбассом, а также в Песоченском и Каплинцевском штоках тяготеющих к Болтышевско-Обоянской глубинной структуре. Предполагается наличие таких же проявлений в Петрово-Роменском, Краснознаменском, Синевском, Роменском и ряде других штоков в этой части ДДВ. Наличие таких пород, с парагенезисами близкими к карбонатам, рассматривается авторами книги «Прогноз месторождений полезных ископаемых в осадочных формациях Украины» (под редакцией академ. Л.Г. Ткачука, 1974 г.), как надинтрузивные «гидротермальные проявления, связанные с нескрытыми телами гипабиссального ультраосновного-ультращелочного магматического комплекса», внедрившегося в низы осадочного чехла впадины.

Явления локального анатексиса солей наблюдаются в ряде соляных штоков приосевой части ДДВ. Переплавление и перекристаллизация соли отмечалось И.В. Галецким (1963 г.) у контакта диабазовых даек внедрившихся в козырек соли Селешинского штока. Горячие контакты соли с диабазами подсечены в скважине 6-р (1881-1892 м) и в скважине 7-р (2225-2232 м). Контактный метаморфизм и переплавление привело к образованию прожилков фиолетового галит-флюорит-апатитового анатектита с гематитом, карбонатами, ангидритом, магнетитом, пирротином и турмалином. Позднее были обнаружены прожилки галит-кальцит щелочноамфиболового состава с эпидотом и пиритом в эндогенных контактах, которые секут диабазы боковой брекчии кепрока, а на ее контакте с солью наблюдается светлосерая тонкофлюи-

дальная порода по облику напоминающая карбонатит. Таким образом, мы видим подтверждение галитового анатексиса, который, хотя и в редких случаях, наблюдается даже в верхней части осадочного чехла ДДВ, куда проникают лишь единичные дайки интрузивных внедрений.

В других районах мира явление горячего контакта и переплавления солей дайками и силами основных пород известны в Германии, Армении и других местах (А.А. Иванов, 1968г.). На Сибирской платформе (Д.И. Павлов, И.Д. Рябчиков, 1968 г.) внедрение траппов  $P_2-T_1$  в осадочный покров вызвало частичный анатексис солей и мобилизацию погребенных седиментогенных рассолов обогатившихся за счет траппов железом (до 3,0 г/л), марганцем, медью, бором и другими химическими элементами. Рассолы мигрировали в вышележащие горизонты осадочного чехла с образованием в брекчированных зонах разломов и трубок взрыва магнетитовых и скаполит-тремолитовых руд (Д.И. Павлов, 1975 г.). По мнению ряда авторов (W.W. Hansjust, 1960 г., W. Walter, 1972 г.), пластовые залежи богатых железных руд инфильтрационного(?) типа метасоматически замещают известняки кепрока глубококорневых (до 15 км) диапиров кембрийской соли Месопотамского прогиба (Иран), ассоциируясь пространственно с месторождениями самородной серы. Диапиры расположены в зоне сочленения внутренней впадины Персидского залива с его расширяющейся частью, переходящей в акваторию Аравийского моря. Образующие прогиб глубинные разломы и антиклинальные валы перемяты здесь поперечным поднятием, которое связано с субмеридиональным Урало-Оманским глубинным разломом. Следует заметить, что в этом районе в соляных штоках, также «...найденны породы похожие на карбонатиты» (W.A. Watters, N. Alavi, 1973 г.). В одном случае они состоят из магнетита, пирита, кальцита, доломита, апатита, а в другом – из карбонатов, магнетита и мелких зерен апатита, монацита, паризита и других фторкарбонатов.

В Южно-Эмбенском авлакогене, состыкованном с Днепровско-Мангышлакским, в куполах Иман-Кара, Баскунчак, Джамантау, Мартуксу и др. встречены повышенные содержания свинца (до 1,6%) и высокие содержания ртути (Поляков и Томс, 1968 г.), а в соли и кепроке проявления иттрофлюорита (Корневский, 1973 г.). Соляные купола здесь также расположены в районах максимального погружения фундамента (16-25 км) и как правило контролируются глубинными разломами (М.Ф. Колбин, М.И. Пимбургская, 1955 г.; К.О. Учанейшвили, Л.А.

Галяпина, 1960 г. и др.). Все эти факты свидетельствуют, что у соляных куполов ДДВ с высокотемпературной минерализацией, свинцово-цинковым и ртутным оруденением есть аналоги и в других солеродных и нефтегазоносных бассейнах мира с максимальными мощностями осадочных толщ и сходной историей развития и минерализацией. Это показывает, что аналогичные явления в ДДВ (магнетитизация, флюоритизация, калишпатизация и альбитизация брекчии кепрока, карбонатитоподобные брекчии в кепроке с редкоземельными фторкарбонатами и акцессорными танталониобатами, высокотемпературный метасоматоз и т.д.) не являются каким-то исключительным явлением, а представляют звенья одной цепи геологического развития регионов подобного типа [6]. Поэтому описанные факты следует рассматривать в общем контексте формирования всей рифтовой структуры региона. Предположительно в период складчатых движений и активации глубинных разломов (в Р<sub>1</sub>-Т и J) внедрение подкоровых основных магм создавало дополнительный приток тепла и условия для внедрения мантийных флюидов в связи с чем, в локальных центрах возможным стало частичное плавление (растворение) соляных пластов девона. Если учесть, что в перми погружение подошвы соленосного девона в Бахмутской котловине достигало 16-18 км, то даже при среднем геотермическом градиенте 33°C на 1 км, температура на таких глубинах приближалась к 600°C. Даже при современном градиенте температуры достигают на таких глубинах 500-540°C (Р.И. Кутас, В.В. Гордиенко, 1971 г.) Об этом же можно судить и по внезапной потере породами фундамента их магнитных свойств – на такой глубине точка Кюри (точка потери магнитности) большинством железорудных минералов приурочена именно к этому интервалу температур (Г.Я. Голиздра, 1975 г.). Поэтому, достаточно избытка температуры порядка 150-200°C, чтобы началось даже «сухое» плавление девонских солей (при Р=1 атм. точка «сухого» плавления NaCl – 800°C, в смеси с 30% ангидрита – 730 °C; KCl + NaCl – 705°C; BaCl<sub>2</sub>+NaCl+KCl – 605-640 °C; CaCl<sub>2</sub>+NaCl+KCl – 505°C; MgCl<sub>2</sub>+NaCl+KCl – 400°C). Если же в системе есть вода, то для образования водно-солевого расплава, а точнее сверхконцентрированного перегретого рассола с 80% солей вполне достаточно температуры 600°C и давления 1500 атм. Такой состав очень близок к маточной жидкости содержащейся в рудных и не рудных минералах многих полиметаллических и редкоземельных месторождений, как средних, так и высоких температур. Длительность существования расплава зависела от

стабильного характера условий, вызвавших его образование [4, 5]. Дальнейшее постепенное снижение температур и давлений будет способствовать развитию соляных штоков по рассмотренной выше схеме. При наличии сквозных глубоко проникающих разрывных нарушений и внедрении значительных магматических масс в водонасыщенные и газонасыщенные горизонты осадочного чехла процесс роста соляных штоков мог сопровождаться:

- прорывом перегретой газовой-жидкой смеси в ослабленных зонах и насыщением ею прилегающих проницаемых боковых пород;

- взрывными явлениями и образованием на поверхности диатрем по типу грязевых вулканов, выносящих брекчию высокотемпературно измененных пород.

Обобщая все вышеперечисленные факты, можно сделать вывод о наличии как в ДДВ, так и в других аналогичных рифтовых образованиях своеобразного соляного диапиризма, сходного по типу с карбонатитовым магматизмом. Какими бы ни были причины внедрения таких соляных тел, их наличие в ДДВ объясняет присутствие комплексного оруденения, свойственного такому типу магматизма и аномальных концентраций Pb, Zn, Mo, Cu, Nb, La, Ce, Sr, F, Li, Ti и других редких элементов в брекчиях кепроков Адамовского, Ново-Дмитриевского, Песоченского, Бантышевского, Беляевского и других штоков (Д.И. Богач, 1968 г., С.В. Кузнецова и др., 1976 г.). Каким бы путем ни шло образование соляных диапиров, их внедрение способствовало созданию глубоко проникающих каналов, по которым шло поступление в породы осадочного чехла мантийных флюидов, разгрузка глубинных гидротерм или перегретых вадозных рассолов.

Далеко не все тектонические нарушения глубокого заложения сопровождаются внедрением интрузий и соляных диапиров. Эти образования, как говорилось, приурочены к тектоническим узлам. Тем не менее, сами по себе тектонические нарушения глубокого заложения являются каналами для миграции газовой-жидких флюидов как из глубоких горизонтов осадочного чехла, так и из зоны дегазации верхней мантии. В Донбассе и в прилегающей Кальмиус-Торецкой впадине на основании проведенных исследований природных газов насыщающих породы (Б. Косенко, Г. Яновская, О. Голубев) выделена зона газового выветривания и метановая зона, т. е. зона повышенного содержания углеводородов с преобладанием метана. При этом установлено, что никакой привязки этих зон к стратиграфическим подразделениям не наблюдается, а содержание ме-

тана в угольних пластах збільшується з глибиною їх залягання. Зони газового виветривання приурочені до місць стиснення тектонічних порушень, а глибина залягання кровлі метанової зони збільшується в місцях їх відсутності. На основі даних досліджень зроблено висновок, що тектонічні порушення виконують двояку роль: з однієї сторони вони є провідними каналами для міграції газів з глибоких горизонтів, а з іншої – виходячи на поверхню (або до порід, не євляючись флюїдоупором), вони забезпечують дегазацію оточуючих порід (В.Г. Суярко, 2010 г.) [7]. З сказаного випливає, що існуючі родовища УВ, а особливо газові, утворюються і зберігаються в місцях, де тектонічні порушення надійно перекриті флюїдопроникними породами, які мають властивість пластичності, т.е. можливість за рахунок утворення пликативних форм компенсувати тектонічні і неотектонічні рухи.

Виходячи з наявності, хоча і слабо вираженої, сучасної тектонічної активності, можна передбачити, що вуглеводородні родовища поповнюються паралельно з їх розробкою. Найбільш переконливим прикладом такого поповнення запасів газу, може слугувати Шебелинське родовище, де протягом багатьох років ведеться видобуток газу з масивно-пластової залежки відкладень  $P_{1nk}$ ,  $P_{1kt}$  і  $C_3^3$  [8,9,10]. При цьому до 1991 року родовище розроблялося в газовому режимі на вичерпання залежки при середньому падінні пластового тиску зі швидкістю 1 атм. при відборі 4,5 млрд. м<sup>3</sup> газу. З 1991 до 2003 року родовище розроблялося економічно при середньому річному відборі ~2365 млн м<sup>3</sup> газу. При такому темпі експлуатації, пластовий тиск в залежці стабілізувався, а в деякі моменти часу навіть спостерігався його ріст. Стабілізація пластового тиску в залежці свідчить про те, що об'єми відбору газу порівнялися з об'ємами його поповнення.

В якості пояснення даного факта можна передбачити наступне: по мірі вичерпання залежки розроблюваної в газовому режимі, всередині резервуару залежки в її поровому просторі утворюється депресія, що сприяє дегазації оточуючих порід, підстилюючих або приконтурних вод, а також посиленню вертикальної міграції газу в зонах тектонічних порушень. Всі ці фактори призводять до збільшення ресурсу родовища, але при цьому величина депресії не повинна перевищити критичну позначку, при якій відбудеться зміщення рівня газ-води контакту (ГВК). В цьому випадку відбудеться зміна режиму

розробки з газового на водонапорний. Як свідчать більшість досліджень ядра, ємкісно-фільтраційні властивості порід однієї і тієї ж залежки в зоні присутності води і в зоні вуглеводородної залежки різні, крім того, в зоні контакту газ-вода можливо наявність відновительного геохімічного бар'єру між відновительною середою в залежці і слабо-окислювальною, або якою-будь іншою, середою водонесучих порід. В зв'язі з наявністю геохімічного бар'єру, на рівні ГВК створюються умови для мінералізації (пірит і др.), в залежності від термобарічних умов. При контакті залежок вуглеводородів з слабокислими і нейтральними (рН=5-7) водами окислювальною або безсерватородною відновительною обстановкою виникають відновительні геохімічні бар'єри  $B_1$ – $B_8$ , згідно класифікації А.І. Перельмана [5]. Крім геохімічного бар'єру надходження води в залежку перешкоджає і значно менша її фазова активність (газ більш подвижний), тому газовий режим розробки залежки буде підтримуватися до тих пір, поки різниця тисків не стане достатньою для надходження води в вичерпані родовища. Слід зауважити, що швидкість поповнення вуглеводородної залежки напряму залежить від її площі, це схоже з залежністю наповнення річки або озера від площі водозбору басейну, крім того, вона залежить від динаміки підстилюючих або приконтурних вод, а також від наявності підводячих каналів – тектонічних порушень, що забезпечують міграцію флюїдів з нижележачих відкладень. Приведене як приклад Шебелинське родовище має велику «газозборну» площу і розташоване над криптидиаром, з яким передбачено зв'язані потужні провідні канали в зоні тектонічних порушень глибокого залягання. К родовищам газові залежки, яких помітно поповнюються можна віднести Респашнівське, Чутовське, Західно-Хрестинське, Меліховське, Кегичевське. Тут перевищення, що спостерігається в даний час за методом падіння тисків, дренажуваних запасів над початковою їх оцінкою становить до 20 млрд. м<sup>3</sup> газу.

Узагальнюючи сказане, можна передбачити, що в зв'язі з постійною дегазацією недр, навантаженою глибокими термальними водами в сучасний час ми маємо не тільки поповнення запасів УВ існуючих родовищ, але і постійне, хоча і повільне, утворення нових залежок на шляхах міграції флюїдів.

**Литература**

1. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие/ В.К. Гавриш, Г.Д. Забелло, Л.И. Рябчун и др.; Отв. ред. В.К. Гавриш; АН УССР. Ин-т геологических наук. – К.: Наукова думка, 1989. – 208 с.
2. Карпова Г.В., Шевякова Э.П. Вулканогенный материал в осадочных и осадочно-вулканогенных формациях Большого Донбасса / Осадочные и осадочно-вулканогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые / под ред. Л.Г. Ткачука и др.; АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов. – К.: Наукова думка, 1975. – 160 с.
3. Р.Юбельт, П. Шрайтер. Определитель горных пород., перевод на русский язык. – М.: Мир 1977.- 235 с.
4. Годовиков А.А., Минералогия. 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра 1983. – 647 с.
5. Перельман А.И. Геохимия. – М.: Высшая школа, 1989. – 528 с.
6. Система рифтов Земли. Труды симпозиума г. Оттава 1965 г.(серия Науки о Земле) том 24 / Под ред. Н.А. Беляевского. – М.: Мир, 1970. – 278 с.
7. Суярко В.Г. Загнітко В.М. Лисиченко Г.В. Структурно-геохімічні критерії прогнозуванні скупчень вуглеводнів (на прикладі Західно-Донецького грабену); НАН України Інститут геохімії навколишнього середовища НАН та МНС України, Полтавський національний технічний університет імені Юрія Кондратюка. – К.: ТОВ «САЛЮТІС», 2010. – 83 с.
8. Чепіль М.П. Друге життя родовищ нафти і газу України – міф чи реальність. //Мінеральні ресурси України. – 2008. -№2, -С. 37-38.
9. Фесенко Ю.Л. Стан і перспективи розробки Шебелинського газоконденсатного родовища/ Фесенко Ю.Л., Волосник Є.О., Фик І.М. // Нафтова і газова промисловість. – 2009. -№5-6., -С. 24-28.
10. Кривуля С.В. Особливості геологічної будови і нарошування запасів в процесі розробки великих родовищ на прикладі Шебелинського газоконденсатного родовища / Кривуля С.В., Терещенко В.О.// Вісник Харківського національного університету. – 2012. -№ 1033 -С. 15-30.

УДК 553.98:556.3(477.6)

\*А.П. Зарицкий, к.г.-м.н., зав. отделом,

\*\*П.В. Зарицкий, д.г.-м.н., профессор,

\*Украинский научно-исследовательский институт природных газов

\*\*Харьковский национальный университет имени В.Н. Каразина

## **ЗОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ**

Рассмотрены зональные особенности распределения залежей углеводородов в основной и глубинной зонах нефтегазо-накопления Днепровско-Донецкой впадины. Предложены определенные коррективы в направление и методику проведения региональных поисково-разведочных и сейсмических работ на нефть и газ.

**Ключевые слова:** нефтегазонакопление, глубинная зона, тепломассоперенос.

**О.П. Зарицкий, П.В. Зарицкий. ЗОНАЛЬНІ ОСОБЛИВОСТІ НЕАФТОГАЗОНАКОПИЧЕННЯ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ.** Розглянуті зональні особливості розподілу покладів вуглеводнів в основній і глибинній зонах нафтогазонакопичення Дніпровсько-Донецької западини. Запропоновані означені коррективи у напрямок і методику проведення регіональних пошуково-розвідувальних і сейсмічних робіт на нафту і газ.

**Ключові слова:** нафтогазонакопичення, глибинна зона, тепломасоперенесення.

В вертикальном разрезе Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) бóльшая часть запасов углеводородов (УВ) располагается непосредственно под нижнепермским хемогенным флюидоупором [1] в нижнепермско-верхнекаменноугольном флюидоносном комплексе, который представляет, по мнению авторов указанной работы, основную зону нефтегазо-накопления региона. В региональном плане доминирующая часть ее запасов сосредоточена в центральной приосевой части рифтогена. Главными особенностями основной зоны нефтегазо-накопления являются те, что она сложена первично-поровыми коллекторами и первичными флюидоупорами, сформировавшимися на седиментогенном этапе и сравнительно слабо преобразовавшимися в литогенетическом процессе

(до градации МК<sub>2</sub>), поскольку пластовые температуры в ее разрезе не превышают 110 °С.

Следующей по запасам УВ в ДДВ является выделенная нами [2-4] глубинная зона преимущественного газонакопления, получившая развитие в частях разреза с пластовыми температурами более 100 °С. Она состоит из вторичного катагенетического флюидоупора (КФУ), который сформировался на глубинах с пластовыми температурами от 110 до 120 °С вследствие цементации пород на существующем здесь геохимическом барьере между градациями МК<sub>2</sub> и МК<sub>3</sub> катагенеза. Залежи глубинной зоны приурочены к порово-трещинным и трещинным коллекторам в локальных вторично разуплотненных резервуарах. В региональном плане в юго-восточной части ДДВ они смещены по сравне-